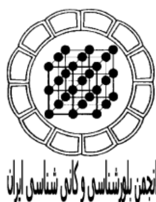
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۷۳۷ تا ۷۵۶



سنگ‌نگاری، شیمی الیوین، زمین‌شیمی و خاستگاه بازالت‌های منطقه پدران (جنوب شرق بیرجند)

سیدسعید محمدی [۱و۲*]، ملیحه نخعی [۳]

۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲-گروه پژوهشی علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- گروه مهندسی معدن، دانشکده عمران، معدن و شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱/۱۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۳/۲۸)

چکیده: در کرانه جنوب شرقی روستای پدران در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند، توده‌های بازالتی دربردارنده درشت بلورهای الیوین و زمینه ریزدانه شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی کدر رخنمون دارد. بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازشی پرتوی ایکس، کانی الیوین دارای ترکیب Fo_{75-87} Fa_{13-26} و از نوع کریزولیت است. نسبت‌های Ni/Mg وMn/Fe در کانی الیوین بیانگر خاستگاه پریدوتیتی برای مذاب سازنده بازالت هستند. این سنگ‌ها بر پایه ویژگی‌های زمین شیمیایی عناصر اصلی، ماهیت قلیایی (نزدیک به نیمه قلیایی) دارند. عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، چون Nb، P، Zr و Ti، بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند که بیانگر تشکیل آن‌ها درمناطق فرورانش است. ماگمای سازنده بازالت‌های پدران از منطقه تحولی بین فازهای اسپینل و گارنت لرزولیت در عمق حدود ۷۰ کیلومتر شکل گرفته است. نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی برپایه عناصر نادر نشان می‌دهند که نمونه‌ها در قلمرو بازالت‌های آهکی‌قلیایی قرار دارند و وابسته به کمان قاره‌ای هستند.

واژه‌های کلیدی: *بازالت؛ کریزولیت؛ خاستگاه پریدوتیتی؛ کمان قاره؛ پدران؛ لوت.*

مقدمه

بررسی بازالت‌ها به عنوان سنگ‌هایی که ماگمای سازنده آن ها از ذوب گوشته بوجود می‌آید، اطلاعات ارزشمندی درباره ساختار داخلی، منبع ماگماهای شکل گرفته از گوشته، دگرنهادی گوشته‌ای، مواد پوسته‌ای و فرایندهای ماگمایی هر منطقه ارائه می‌نماید [۱-۵]. این امر برای بازالت‌های اولیه که ترکیب آن‌ها در تعادل با پریدوتیت گوشته‌ای است، اهمیت ویژه‌ای دارد. الیوین کانی فراوان در گوشته بالایی و درشت‌بلور رایج در بازالت است [۶] که می‌تواند اطلاعات مهمی درباره ترکیب مذاب اولیه پیش از تغییرات بعدی هضم پوسته ای و یا تبلور بخشی ثبت نماید [۸،۷]. به بیان دیگر، بلورهای الیوین ثبت کننده های ارزشمندی از فرایندهای سنگ‌زایی عمیق و ماگماهای درگیر هستند و بافت‌های آشکار آن‌ها، منطقه‌بندی و نتایج تجزیه شیمیایی این کانی با نگاه ویژه‌ای تکامل پیش از فوران سامانه‌های ماگمایی مختلف را اثبات می‌نماید [۹].

داده‌های موجود درباره زمین‌شناسی گستره شرقی ایران بیانگر این است که از زمان ترشیری تا اوایل کواترنری، مراحل آتشفشانی متعددی در این منطقه رخ داده است. فعالیت ماگمایی در پهنه لوت از کرتاسه پسین، یعنی بیش از ۷۷ میلیون سال پیش، آغاز شده و حدود ۶۰ میلیون سال ادامه داشته است [۱۰]. در بررسی‌های سنگ‌شناسی آتشفشانی شرق ایران، تغییرات و تنوع ترکیب شیمیایی بسیار گسترده‌ای به چشم می‌خورد، بطوری که گستره تغییرات ترکیبی سنگ‌های بوجود آمده از بازالت تا ریولیت متغیر است [۱۱،۱۰].

بررسی سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در شرق ایران از دیدگاه رویدادهای زمین شناسی مهم است. سنگ های آتشفشانی ترشیری در گستره بیرجند-سربیشه-نهبندان به فراوانی و با گسترش بسیار دیده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۶۳۱۰۲۶۶۸۸، نمابر: ۰۵۶۳۲۲۰۲۰۴۱، پست الکترونیکی: ssmohammadi@birjand.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

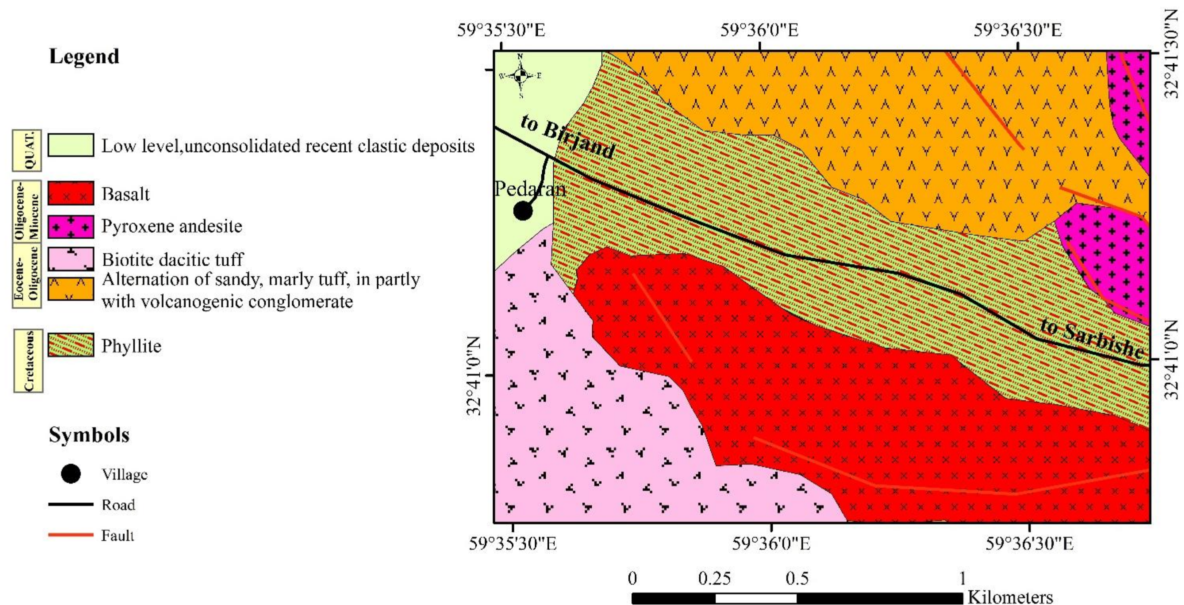
می‌شوند که بخش‌هایی از آن‌ها تاکنون توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی بازالتی به عنوان یکی از فراورده‌های آتشفشانی در شرق ایران، در مناطق مختلفی در استان خراسان جنوبی از جمله فردوس، طبس، بیرجند، سربیشه و نهبندان رخنمون دارند که از دیدگاه ساختاری در بخش‌های شمالی و شرقی پهنه لوت واقع هستند. قطعه لوت پهنه سخت و محکم است که طی رخدادهای کوهزایی کیمرین یا آلپین پیشین تکامل یافته است. این قطعه با درازای حدود ۹۰۰ کیلومتر در راستای شمال-جنوب و پهنای حدود ۲۰۰ کیلومتر در راستای شرقی-غربی گسترش دارد. پهنه یادشده از سمت شرق و غرب با سامانه گسل‌های عمیق و چین‌خوردگی‌های شدید و رشته کوه‌های رانده شده دربرگرفته شده است، بطوری که گسل نایبند و رشته کوه‌های شتری در غرب و رشته کوه‌های شرق ایران از سمت شرقی آن را دربردارند. لبه غربی قطعه لوت با گسل‌های عادی به نسبت کم شیب بریده شده، در حالی که لبه شرقی آن با فلیش‌ها و کمربند آمیزه افیولیتی مشخص می‌گردد [۱۰]. یکی از مناطقی که سنگ‌های بازالتی در گستره بین شهرهای بیرجند و سربیشه رخنمون دارد، پیرامون روستای پدران در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند (۵کیلومتری شرق مود) است. در این منطقه، یک توالی ضخیم بازالتی روی رسوب‌های کنگلومرایی و نهشته‌های شیلی- ماسه سنگی دگرگون شده پالئوسن رخنمون دارد. تاکنون پژوهش‌های مختلف پیرامون سنگ‌های آتشفشانی مناطق اطراف پدران انجام شده است که از آن جمله می‌توان به بررسی سنگ‌زایی سنگ‌های بازالتی دوران چهارم منطقه شرق ایران (خراسان) [۱۲] ، بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی ماگمایی بازالت‌های سنوزوئیک شرق ایران (خراسان) [۱۳]، بررسی فعالیت آتشفشانی نئوژن-کواترنری شرق ایران (منطقه بیرجند-مود-سربیشه) [۱۴]، بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه فنود (جنوب شرق بیرجند) [۱۵]، بررسی زمین‌شناسی، دگرسانی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین شرق مود (جنوب شرق بیرجند) [۱۶] اشاره نمود. از آنجا که این سنگ‌های بازالتی اهمیت ویژه‌ای در مجموعه آتشفشانی منطقه بیرجند-سربیشه دارند و تاکنون به صورت متمرکز بررسی نشده‌اند، در این پژوهش، بر اساس نتایج بدست آمده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی الیوین و زمین‌شیمی سنگ کل، ماهیت خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی منطقه پدران شناسایی گردید.

زمین‌شناسی منطقه

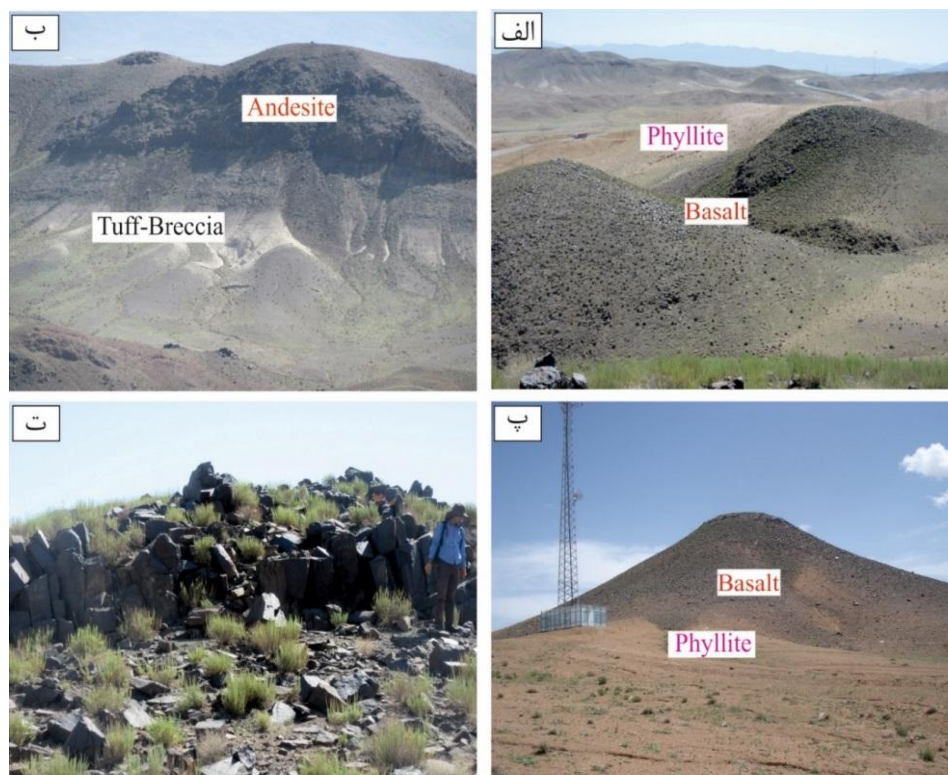
منطقه مورد بررسی با موقعیت جغرافیایی "۳۰ '۳۵ °۵۹ تا "۴۵ '۳۶ °۵۹ طول شرقی و "۴۵ '۴۰ °۳۲ تا "۳۰ '۴۱ °۳۲ عرض شمالی در بخش غربی نقشه زمین‌شناسی۱:۱۰۰۰۰۰ سربیشه [۱۷] و بخش شرقی نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند [۱۸] قرار دارد. قدیمی‌ترین واحد سنگی در این منطقه، سنگ‌های پلیتی دگرگون‌شده شامل فیلیت‌های کرم رنگ در بخش‌های شمالی توده بازالتی (شکل‌های۱ و ۲ الف) و همچنین، فیلیت‌های سبز رنگ دارای نشانه‌های دگرشکلی (چین خوردگی) از کرتاسه پسین [۱۸] در بخش‌های جنوبی پیرامون روستاهای کلاته فتح الله و کلاته داوود (خارج از گستره شکل ۱) هستند. در ائوسن پسین بر اثر پسروی حوضه-های رسوبی و بسته‌شدن حوضه‌های کششی کرتاسه - پالئوسن و رخداد فرورانش، فعالیت آتشفشانی در منطقه آغاز شده است. همچنین در پایان ائوسن میانی و طی ائوسن پایانی، در پی تکاپوهای زمین‌ساختی، همزمان با پسروی دریای پالئوژن، رخساره‌های دریایی ائوسن میانی - پایانی به رخساره‌های قاره-ای اغلب قرمز رنگ ائوسن پسین - الیگوسن تبدیل شده‌اند [۱۷]. پس از آتشفشانی‌های ائوسن میانی و پایانی که بیشتر ترکیب آندزیتی دارند، در ائوسن پایانی – الیگوسن، تکاپوهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت – داسیت (شکل ۱) همراه رخساره‌هایی متناوب از توف، برش و آگلومرا رخنمون یافته‌اند. در ترانشه جاده بیرجند-سربیشه در شرق روستای پدران، تناوبی از توف‌های ماسه‌ای زردرنگ و به شدت برش خورده که در برخی نقاط به ریزکنگلومرا تبدیل می‌شود، نمایان است. این واحد سنگی در تناوب با کنگلومرای آتشفشان‌زاد و توف برشی است (شکل ۱) که در افق‌های بالاتر به توف‌های داسیتی سفیدرنگ (شکل‌های ۱ و ۲ ب) تبدیل می‌گردد. بالاترین بخش این مجموعه آذرآواری توف سنگی است که در زیر گدازه‌های آندزیتی-بازالتی (شکل ۲ ب) جای دارد. با ادامه نظام زمین-ساختی فشاری و ضخیم‌شدگی پوسته، گدازه‌های بازالتی با روند کلی شمال غربی-جنوب شرقی (شکل ۱) در منطقه مورد بررسی و همچنین در نزدیکی شهر مود (۵ کیلومتری غرب روستای پدران) تشکیل شده‌اند. سن‌سنجی انجام شده به روش پتاسیم-آرگن بر بازالت‌های مود (شبیه منطقه پدران) سن

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

۳۱٫۴میلیون سال (الیگوسن) را نشان داده است [۱۰]. بازالت مورد بررسی به رنگ سبز تیره مایل به سیاه و بافت نهان‌دانه دارای ساختار کلی توده‌ای است (شکل ۲ پ)، اما در بخش‌های سطحی، ساخت ستونی ناقص دیده می‌شود (شکل ۲ ت).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه پدران بر اساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سربیشه [۱۷] با اصلاحات.



شکل ۲ تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی منطقه پدران: الف) فیلیت کرم رنگ در زیر بازالت در گستره شرقی توده بازالتی (دید به شرق)، ب) گدازه آندزیتی بر توف- برش (دید به شمال شرق)، پ)ساختار توده ای بازالت (دید به جنوب شرق)، ت) ساختار ستونی در بخش سطحی توده بازالتی (دید به شمال شرق).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

روش انجام پژوهش

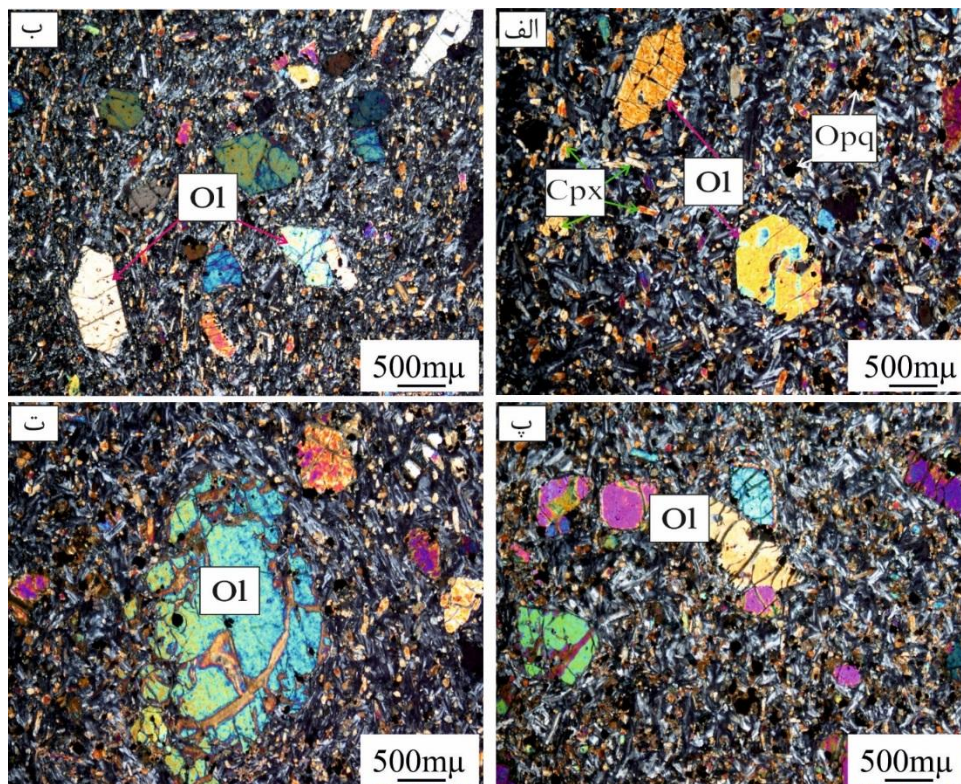
پس از جمع‌آوری اطلاعات موجود درباره فعالیت ماگمایی گستره بیرجند-سربیشه، برداشت‌های صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای منطقه مورد بررسی انجام شد. از بین نمونه‌های برداشت شده، ۳۰ مقطع نازک تهیه و بررسی سنگ‌نگاری شد. برای بررسی ترکیب شیمیایی کانی الیوین، ۱۶ نقطه با دستگاه ریزپردازشگر پرتوی ایکس مدل XGT-7200 (XPMA) با وضوح ۱۰۰ میکرون در مدت زمان ۱۰۰ثانیه، ولتاژ ۵۰kV و جریان ۱۰۰۰ mA در آزمایشگاه شرکت دانش بنیان کانساران بینالود تجزیه شدند. با دوربین عکسبرداری با قدرت وضوح بالا، عکس‌هایی از موقعیت هر نقطه تجزیه تهیه شد. افزون بر این، نیمرخ همه عناصر برای هر نقطه رسم گردید. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، تعداد ۱۰ نمونه مناسب در آزمایشگاه شرکت زرآزما به روش‌های ذوب قلیایی برای عناصر اصلی (کدAF-01) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای عناصر نادر و خاکی نادر (کد MMS-01) تجزیه شدند. پس از آن، نمودارهای لازم با نرم افزارهای Minpet، GCDkit و Corel Draw رسم گردید.

سنگ‌نگاری

برپایه بررسی‌های میکروسکوپی، ترکیب اصلی توده آتشفشانی شرق روستای پدران، بازالت-الیوین بازالت است که در ادامه به شرح آن پرداخته می شود.

بافت سنگ، پورفیری با زمینه ریزسنگی و گاهی بین دانه ای است. درشت بلورهای الیوین شکل‌دار (شکل ۳ الف)، نیمه شکل‌دار (شکل ۳ ب) و بی شکل (شکل ۳ پ) حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده‌اند. گاهی اندازه آن‌ها به دو تا سه میلی‌متر می‌رسد. برخی بلورهای الیوین لبه واکنشی نشان می‌دهند. همچنین، تعدادی از درشت بلورهای الیوین به کانی‌های دگرسانی از جمله سرپانتین، کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. وجود لبه‌های ایدنگزیتی پیرامون برخی بلورهای الیوین رایج است. جایگزینی اولیوین‌ها با ایدنگزیت بیانگر شرایط اکسایشی محیط طی فرایند دگرسانی است. انتظار می-رود که اولیوین‌های با فورستریت کمتر بیشتر در معرض ایدنگزیتی شدن باشند، زیرا به علت وجود آهن بیشتر در برابر اکسایش حساس‌تر هستند و ایدنگزیتی‌شدن شدیدتری را نشان می‌دهند. همچنین، لبه‌های خلیجی پیرامون برخی بلورهای الیوین وجود دارد (شکل ۳ ت). حضور بلورهای خلیجی ناشی از واکنش مذاب و بلور طی فرایند تبلور است، به طوری که تغییر شرایط انجماد ماگما سبب می‌شود تا حالت بلور از پایدار به ناپایدار تبدیل گردد. پیروکسن اغلب به صورت بلورهای منشوری ریز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل به رنگ‌های زرد و نارنجی در زمینه سنگ و در فضای بین پلاژیوکلازهای ریز وجود دارد (شکل ۳ الف). این کانی به ندرت به صورت درشت بلورهای منشوری کوتاه دیده می‌شود. بررسی مشخصه‌های نوری پیروکسن‌ها با میز فدروف نشان داده است که در ترکیب آن‌ها، مقدار کمی Fe وجود دارد و بیشتر از نوع دیوپسید هستند [۱۳]. در آغاز تبلور بازالت‌ها، کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید تشکیل می‌شود، اما با ادامه تبلور مقدار کلسیم در مایع سیلیکاتی کم شده و ترکیب آن‌ها به اوژیت مایل می‌گردد [۱۹]. بطور کلی، دگرسانی در پیروکسن‌ها اثر چندانی نداشته است و به صورت جزئی، آثاری از کلریتی‌شدن در کناره برخی بلورها دیده می‌شود. بخش اصلی زمینه سنگ اغلب از تیغه‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است. زاویه خاموشی اندازه گیری شده در پلاژیوکلازها حدود ۳۵ درجه است و بر این اساس از نوع لابرادوریت هستند. در برخی نمونه‌ها، ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز حالت جریانی ضعیفی نشان می‌دهند (شکل ۲ ت) که سبب ایجاد بافت تراکیتوئیدی شده است. حجم زمینه سنگ نسبت به درشت بلورها حدود ۷۵ تا ۸۰ درصد است. کانی کدر به صورت بلورهای ریز به مقدار قابل توجه (تا حدود ۵ درصد) در زمینه سنگ وجود دارد (شکل ۳). وجود مگنتیت در این سنگ‌ها و در بر گرفته‌شدن آن با کانی‌های الیوین و پیروکسن بیانگر تبلور زود هنگام این کانی در یک ماگمای بدون آب است، زیرا در ماگماهای بدون آب، مگنتیت هم‌زمان با الیوین متبلور می‌شود، درحالی‌که در فشار بخار آب و فشاربخشی اکسیژن کم، مگنتیت در مراحل پایانی جدایش بلورین و پس از پلاژیوکلاز بلوری می‌گردد [۲۰]. بازالت‌های دارای الیوین نسبت به آن‌های بدون الیوین، مگنتیت بیشتری دارند، زیرا اکسایش الیوین طی سرد شدن بازالت‌ها منجر به تفکیک مگنتیت به صورت فاز مجزا می‌شود [۲۱].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]



شکل ۳ ویژگی‌های میکروسکپی بازالت‌های منطقه پدران: الف) درشت بلورهای شکل‌دار الیوین همراه بلورهای ستونی ریز پیروکسن و کانی کدر، ب) درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار الیوین، پ) درشت بلورهای بی‌شکل‌دار الیوین، ت) لبه خلیجی در بلورهای الیوین. (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۲]).

شیمی کانی الیوین

بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازشی با کاوشگر پرتوی ایکس کانی الیوین در بازالت‌های منطقه پدران (جدول ۱)، مقدار MgO از ۳۸٫۴۳ تا ۴۳٫۵۸ درصد وزنی و مقدار FeO بین ۱۷٫۳۱ تا ۲۳٫۶۶ درصد وزنی متغیر بوده و آنها دارای ترکیب شیمیایی Fo_{75-87} Fa_{13-25} هستند. برای تعیین نوع کانی الیوین از نمودار واگر و دی‌یر [۲۳] که بر اساس $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ نسبت به $Mg/Fe^{2+}+Mg$ ارائه شده است، استفاده گردید. بر این اساس، ترکیب الیوین موجود در بازالت‌های پدران در گستره کریزولیت غنی از منیزیم قرار دارد (شکل ۴). مقدار #Mg الیوین‌های بررسی شده ۷۵ تا ۸۷ درصد و #Fe آنها ۱۳ تا ۲۶ درصد است.

زمین شیمی

نتایج تجزیه‌شیمیایی نمونه‌های منطقه پدران در جدول ۲ آورده شده است. مقدار SiO_2 در این سنگ‌ها از ۴۹٫۶۸ تا ۵۰٫۷۰ درصد، Na_2O از ۳٫۷۷ تا ۴٫۱۸ درصد، K_2O از ۱٫۲۷ تا ۱٫۸۰ درصد، Fe_2O_3T از ۸٫۱۵ تا ۸٫۶۱ درصد، Al_2O_3 بین ۱۴٫۷۷تا۱۴٫۹۴درصد، TiO_2 بین ۱٫۱۱ تا۱٫۱۶ درصد، CaO بین ۸٫۳۵ تا ۸٫۷۵ درصد و P_2O_5 بین ۰٫۴۶ تا۰٫۵۰ درصد متغیر است. برای نامگذاری سنگ‌های بازالتی منطقه پدران از نمودارهای رده‌بندی مراجع [۲۴، ۲۵] (شکل ۵) استفاده شد. چنان که دیده می‌شود، سنگ‌های مورد بررسی در این نمودارها، به ترتیب در گستره بازالت و تراکی‌بازالت با ماهیت قلیایی (نزدیک به نیمه‌قلیایی) قرار دارند. نتایج محاسبه کانی‌های هنجاری بازالت‌های پدران به روش CIPW نشان داد که مقدار کانی‌های مختلف بر حسب درصد وزنی شامل نفلین ۰٫۲ تا ۲٫۶۸، دیوپسید ۱۳٫۱۵ تا ۱۶٫۵۶، آنورتیت ۱۷٫۶۴ تا ۱۸٫۸۳، آلبیت ۲۷٫۲۵ تا ۳۳٫۴۲، ارتوز ۷٫۹۲ تا ۱۰٫۶۴، الیوین ۱۰٫۱۳ تا ۱۵٫۷۲، مگنتیت ۶٫۱۴ تا ۱۲٫۴۹، ایلمنیت ۲٫۱ تا ۲٫۲ است. حضور نفلین هنجاری، نداشتن کوارتز و همچنین هیپرستن (به جز دو نمونه) بیانگر ماهیت قلیایی نمونه‌هاست. مقدار MgO در نمونه‌ها بین ۹٫۵۲ تا ۱۰٫۰۳درصد وزنی و مقدار #Mg در این بازالت‌ها بین ۵۳٫۲۹ تا ۶۲٫۶۸ درصد متغیر بوده که نشانگر خاستگاه گوشته‌ای برای آن‌هاست [۲۶].

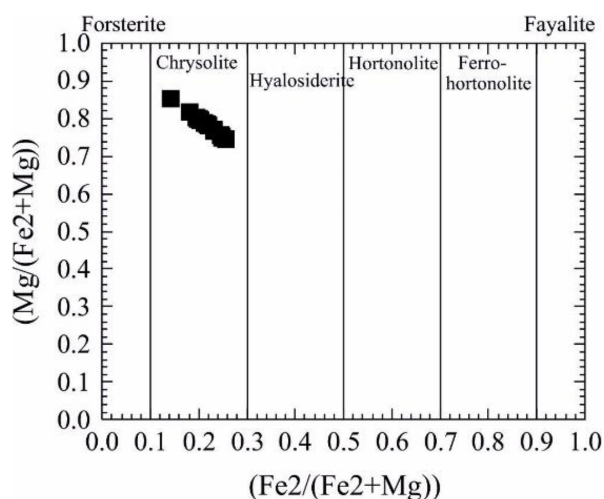
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

جدول۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی با پرتو ایکس کانی الیوین در بازالت‌های منطقه پدران (تعداد کاتیون ها بر مبنای ۴ اکسیژن).

نمونه	M-020-54-1	54-2	54-4	54-6	54-7	54-8	54-11	54-12
SiO_2	۳۶٫۲۶	۳۵٫۴۵	۳۷٫۱۹	۳۵٫۷۵	۳۷٫۶۵	۳۷٫۲۹	۳۷٫۶۹	۳۹٫۴۷
TiO_2	---	---	---	---	---	---	---	---
Al_2O_3	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Cr_2O_3	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۰۷	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۰۱
FeO	۲۱٫۵۷	۲۰٫۶۲	۱۹٫۱۲	۱۹٫۹۸	۱۹٫۰۴	۱۸٫۶۹	۱۷٫۳۱	۱۸٫۱۶
MnO	۰٫۷۴	۰٫۶۸	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۷۸	۰٫۶۸	۰٫۵۸	۰٫۶۸
MgO	۴۰٫۳۷	۴۲٫۰۰	۴۱٫۷۶	۴۱٫۹۱	۴۱٫۴۲	۴۲٫۱۶	۴۳٫۵۸	۴۰٫۷۸
CaO	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۱۹	۰٫۱۵
Na_2O	---	---	---	---	---	---	---	---
K_2O	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۱
NiO	۰٫۴۶	۰٫۶۰	۰٫۷۶	۰٫۵۸	۰٫۴۴	۰٫۵۳	۰٫۲۸	۰٫۲۴
مجموع	۹۹٫۵۵	۹۹٫۵۷	۹۹٫۷۹	۹۹٫۰۵	۹۹٫۵۸	۹۹٫۵۵	۹۹٫۷۳	۹۹٫۶۰
تعداد کاتیون ها بر پایه ۴ اکسیژن								
Si	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۵	۰٫۹۴	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۷۷
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Cr	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۴۸	۰٫۴۶	۰٫۴۲	۰٫۴۴	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۳۷	۰٫۳۰
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۱٫۵۹	۱٫۶۵	۱٫۶۲	۱٫۶۵	۱٫۶۱	۱٫۶۳	۱٫۶۷	۲٫۱۱
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ni	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۳٫۰۶	۳٫۰۷	۳٫۰۴	۳٫۰۶	۳٫۰۴	۳٫۰۵	۳٫۰۴	۳٫۲۳
اعضای پایانی								
Mg (Fo)	۷۷	۷۸	۸۰	۷۹	۸۰	۸۰	۸۲	۸۷
Fe کل	۲۳	۲۲	۲۰	۲۱	۲۰	۲۰	۱۸	۱۳

ادامه جدول۱

نمونه	M-020-56-1	56-2	56-3	56-5	56-6	56-7	56-8	56-9
SiO_2	۳۷٫۲۸	۳۵٫۶۶	۳۷٫۰۲	۳۵٫۳۰	۳۵٫۵۵	۳۹٫۸۰	۳۸٫۸۷	۳۸٫۱۳
TiO_2	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۲۱	---	---	---
Al_2O_3	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	---	---	---
Cr_2O_3	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲
FeO	۲۲٫۷۳	۲۲٫۰۰	۲۲٫۸۶	۲۲٫۹۸	۲۳٫۶۶	۱۷٫۹۲	۱۸٫۶۵	۲۰٫۲۲
MnO	۰٫۷۸	۰٫۷۴	۰٫۷۳	۰٫۷۸	۰٫۸۰	۰٫۶۴	۰٫۶۵	۰٫۶۴
MgO	۳۸٫۴۳	۴۰٫۸۸	۳۸٫۶۱	۳۹٫۷۶	۳۸٫۶۸	۴۱٫۰۹	۴۱٫۳۳	۴۰٫۳۴
CaO	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۷
Na_2O	---	---	---	---	---	---	---	---
K_2O	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷
NiO	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۱
مجموع	۹۹٫۸۱	۹۹٫۷۸	۹۹٫۷۲	۹۹٫۳۶	۹۹٫۳۹	۹۹٫۸۳	۹۹٫۹۲	۹۹٫۷۸
تعداد کاتیون ها بر پایه ۴ اکسیژن								
Si	۰٫۹۴	۰٫۹۳	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۱٫۰۰	۰٫۹۸	۰٫۹۷
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Fe^{2+}	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۴۴
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۱٫۵۲	۱٫۶۱	۱٫۵۲	۱٫۵۸	۱٫۵۴	۱٫۵۷	۱٫۶۰	۱٫۵۷
Ca	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Ni	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع کاتیون ها	۳٫۰۵	۳٫۰۷	۳٫۰۴	۳٫۰۷	۳٫۰۶	۳٫۰۰	۳٫۰۲	۳٫۰۳
End members								
Mg (Fo)	۷۵	۷۷	۷۵	۷۶	۷۴	۸۰	۸۰	۷۸
Fe کل	۲۵	۲۳	۲۵	۲۴	۲۶	۲۰	۲۰	۲۲



شکل ۴ نمودار $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ نسبت به $Mg/Fe^{2+}+Mg$ برای نامگذاری الیوین [۲۳] و موقعیت الیوین‌های بازالت پدران

جدول۲ نتایج تجزیه زمین شیمیایی عناصر اصلی (درصد وزنی) و نادر (ppm) سنگ‌های آتشفشانی بازیک منطقه پدران.

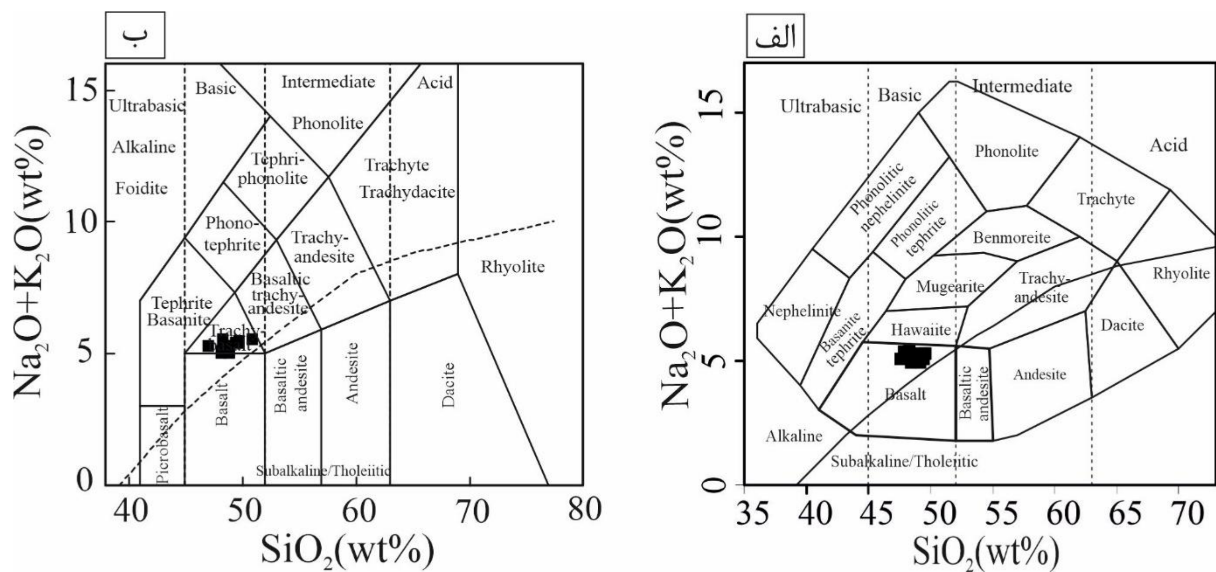
نمونه		M-20-53	M-20-54	M-20-55	M-20-56	M-20-57	M-20-58
نوع سنگ		بازالت	بازالت	بازالت	بازالت	بازالت	بازالت
موقعیت	X	۵۹°۳۵' ۴۹/۴"	۵۹°۳۵' ۵۱/۵"	۵۹°۳۵' ۵۹/۹"	۵۹°۳۵' ۵۴/۸"	۵۹°۳۵' ۵۸/۵"	۵۹°۳۵' ۵۵"
	Y	۳۲°۴۰' ۴۸/۶"	۳۲°۴۰' ۵۰"	۳۲°۴۰' ۴۳"	۳۲°۴۰' ۴۶"	۳۲°۴۰'۴۷/۳"	۳۲°۴۰' ۵۰/۵"
SiO2		۴۹/۶۸	۵۰/۵۴	۴۹/۹۴	۴۹/۸۴	۵۰/۷	۵۰/۶
TiO2		۱/۱۵	۱/۱۲	۱/۱۶	۱/۱۶	۱/۱۱	۱/۱۱
Al2O3		۱۴/۸۸	۱۴/۹۴	۱۴/۹۴	۱۴/۹۲	۱۴/۹۳	۱۴/۸۴
Fe2O3T		۸/۳۷	۸/۳۵	۸/۳۲	۸/۴۳	۸/۳۶	۸/۳۸
MnO		۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵
MgO		۹/۸۱	۹/۶۷	۹/۵۲	۹/۷۵	۹/۵۵	۹/۹۵
CaO		۸/۷۵	۸/۵۶	۸/۶۳	۸/۶۲	۸/۳۶	۸/۴
Na2O		۳/۹۱	۴/۰۸	۴/۱۸	۳/۷۷	۴/۰۹	۴/۰۸
K2O		۱/۵۳	۱/۴۴	۱/۲۷	۱/۸	۱/۴۶	۱/۳۴
P2O5		۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۵	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۴۶
LOI(مواد فرار)		۰/۹۲	۰/۴	۱/۱۱	۰/۸۸	۰/۶۱	۰/۴۹
مجموع		۹۹/۶۷	۹۹/۷۲	۹۹/۷۲	۹۹/۸	۹۹/۷۹	۹۹/۸
Ba(ppm)		۵۸۹	۵۷۳	۵۸۸	۵۷۱	۵۸۷	۵۷۲
Cs		۱/۹	۱/۵	۲/۹	۱/۴	۳	۱/۶
Hf		۳/۵۵	۳/۷۱	۴/۸۶	۵/۰۴	۳/۶۵	۳/۰۶
Nb		۲۱/۲	۱۹/۳	۲۱/۲	۲۲/۹	۱۹/۹	۲۰/۸
Rb		۴۳	۱۳	۱۱	۲۷	۱۴	۱۰
Sr		۹۶۸	۸۹۶	۹۳۹	۹۲۳	۹۰۹	۸۸۴
Ta		۱/۸۲	۱/۷۸	۱/۸۱	۲/۱۵	۱/۳۸	۱/۸۷
Th		۸/۱	۷/۱	۷/۸۲	۸/۲۳	۷/۷۹	۷/۵۵
Co		۴۱/۱	۳۸/۳	۳۸/۱	۳۷/۹	۳۸/۲	۳۹/۱
U		۱/۳	۱/۲	۱/۶	۱/۴	۱/۵	۱/۵
V		۱۹۴	۱۹۱	۱۹۰	۱۸۹	۱۹۳	۱۹۳
Zr		۱۴۲	۱۳۸	۱۴۳	۱۴۲	۱۳۷	۱۳۶
Y		۱۷/۷	۱۷/۶	۱۷/۵	۱۷/۲	۱۷/۵	۱۷/۲
La		۴۰	۳۹	۴۰	۳۹	۳۹	۳۸
Ce		۷۲	۶۹	۷۲	۷۰	۷۰	۶۹
Pr		۷/۷۶	۷/۷۹	۸/۱۹	۸/۳۱	۸/۴۶	۸/۰۱
Nd		۳۳/۱	۳۲/۱	۳۲/۸	۳۷/۱	۳۳/۲	۳۲/۹
Sm		۴/۷۹	۴/۷۴	۴/۶۹	۴/۸	۴/۶۱	۴/۹۹
Eu		۲/۴۹	۲/۷۳	۲/۷۱	۲/۳۱	۲/۹۶	۲/۷۶
Gd		۵/۲۸	۵/۳۲	۵/۱۶	۴/۸۶	۴/۹۳	۵/۳۷
Tb		۰/۸۸	۰/۵۹	۰/۸۷	۰/۹۳	۰/۷۹	۰/۷۱
Dy		۴/۵۵	۴/۲۳	۳/۹	۴/۴۹	۴/۹۹	۴/۴۴
Er		۱/۵۸	۱/۵۲	۱/۷۴	۱/۸۸	۱/۸۷	۱/۶۱
Tm		۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۳
Yb		۲/۱	۲/۱	۲/۱	۲/۱	۲/۱	۲/۱
Lu		۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۴۶	۰/۴۲
(La/Yb)N		۱۲/۸۴	۱۲/۵۲	۱۲/۸۴	۱۲/۵۲	۱۲/۵۲	۱۲/۲۰
Eu/Eu*		۱/۵۱	۱/۶۶	۱/۶۸	۱/۴۶	۱/۹۰	۱/۶۳

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

ادامه جدول۲

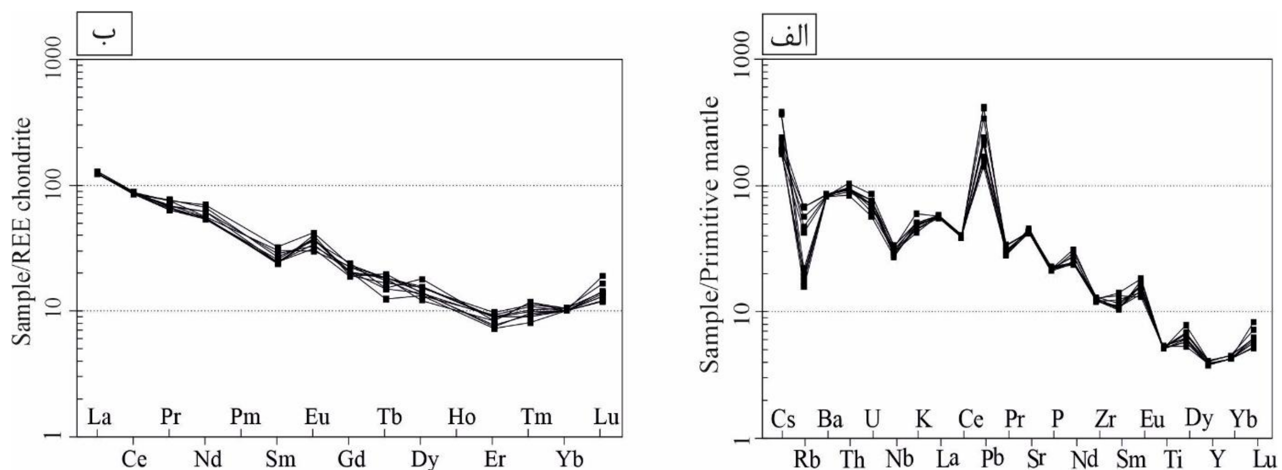
نمونه		M-20-59	M-20-60	M-20-61	M-20-62
نوع سنگ		بازالت	بازالت	بازالت	بازالت
موقعیت	X	۵۹°۳۵' ۵۵/۶″	۵۹°۳۵' ۵۱/۳″	۵۹°۳۵' ۴۹/۵″	۵۹°۳۵' ۴۷/۹″
	Y	۳۲°۴۰' ۵۲/۸″	۳۲°۴۰' ۵۳/۷″	۳۲°۴۰' ۵۶/۲″	۳۲°۴۰' ۵۹/۲″
SiO2		۵۰/۱۳	۵۰/۵	۵۰/۴۳	۵۰/۰۷
TiO2		۱/۱۱	۱/۱۲	۱/۱۱	۱/۱۳
Al2O3		۱۴/۷۷	۱۴/۸۴	۱۴/۸۳	۱۴/۸۹
Fe2O3T		۸/۶۱	۸/۴۱	۸/۴۲	۸/۱۵
MnO		۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵
MgO		۱۰/۰۳	۹/۷۷	۹/۷۲	۹/۹۷
CaO		۸/۳۵	۸/۴۱	۸/۳۵	۸/۵۵
Na2O		۳/۹۹	۳/۸۲	۳/۹۵	۴/۱۶
K2O		۱/۳۷	۱/۵۳	۱/۵	۱/۴۶
P2O5		۰/۴۷	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۴۸
LOI		۰/۶۷	۰/۷۱	۰/۷۹	۰/۷
مجموع		۹۹/۶۶	۹۹/۷۳	۹۹/۷۲	۹۹/۷۱
Ba(ppm)		۵۸۵	۵۸۲	۵۷۴	۵۹۶
Cs		۱/۵	۱/۸	۱/۵	۱/۵
Hf		۴/۱۳	۴/۷	۴/۰۶	۳/۷
Nb		۲۱/۷	۲۳/۸	۲۳/۹	۲۲/۴
Rb		۱۲	۳۰	۳۶	۴۳
Sr		۹۰۱	۹۰۹	۸۹۵	۹۰۱
Ta		۱/۸۱	۱/۹۲	۱/۹۸	۱/۷۶
Th		۷/۹۱	۸/۸۲	۸/۰۸	۸/۲۱
Co		۳۸/۱	۳۸/۹	۳۷/۱	۳۶/۳
U		۱/۶	۱/۸	۱/۶	۱/۵
V		۱۹۱	۱۹۳	۱۹۴	۱۹۳
Zr		۱۳۵	۱۴۲	۱۴۵	۱۴۴
Y		۱۷/۳	۱۸/۵	۱۸/۶	۱۸/۶
La		۳۹	۳۹	۳۸	۳۹
Ce		۷۱	۶۹	۶۹	۷۱
Pr		۸/۳۹	۹/۲۲	۹/۴۱	۹/۲
Nd		۳۷/۳	۴۲/۲	۴۰	۳۳/۷
Sm		۵/۵۳	۶/۲۷	۵/۲	۵/۹۶
Eu		۲/۴۱	۳/۰۷	۲/۶۴	۲/۲
Gd		۵/۷۵	۶/۰۸	۶/۲۱	۵/۸۹
Tb		۰/۸۳	۰/۸۷	۰/۷۲	۰/۸۷
Dy		۴/۲۵	۴/۸۸	۵/۷۷	۵/۰۳
Er		۱/۹۶	۲/۰۴	۱/۷۵	۱/۸۸
Tm		۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۳
Yb		۲/۱	۲/۲	۲/۲	۲/۲
Lu		۰/۶۱	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۴۵
(La/Yb)N		۱۲/۵۲	۱۱/۹۵	۱۱/۶۵	۱۱/۹۵
Eu/Eu*		۱/۳۱	۱/۵۲	۱/۴۲	۱/۱۴

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]



شکل۵ الف و ب) نامگذاری بازالت‌های منطقه پدران بر اساس نمودارهای مجموع قلیایی نسبت به سیلیس به ترتیب از مراجع [۲۴،۲۵].

نمودارهـای عناصرکمیاب بهنجارشـده بـا گوشـته اولیـه [۲۷] و عناصـر خاکی نادر بهنجارشده با کندریت [۲۸] برای بازالت-های پدران به ترتیب در شکل‌های ۶ الف و ب آورده شده‌اند. نمودار چند عنصری بهنجارشده با گوشته اولیه [۲۷] نشان می‌دهد که همه عناصر نسبت به ترکیب گوشته اولیه غنی-شدگی داشته و بیشتر آن‌ها غنی‌شدگی ۵ تا ۵۰۰ برابری دارند (شکل۶ الف). در بازالت‌های پدران، عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Nb، P، Zr، Ti و عنصر Rb بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند. حضور آپاتیت در سنگ خاستگاه، باعث نگهداری P می‌شود و حضور ایلمنیت در آن جذب و نگهداری Ti، Nb و Zr را در پی دارد و از این رو، عناصر Nb، P، Zr و Ti را در ماگما دچار بی‌هنجاری منفی می‌کنند [۲۹]. وجـود بـی‌هنجـاری منفی Ti، Nb و P در روند تغییرات عناصرکمیاب نمونه‌هـای مورد بررسی بیانگر تشکیل ایـن سـنگ‌ها در منـاطق فـرورانش اسـت [۳۰]. Rb در کانی‌ها جایگزین پتاسیم می‌شود. از آنجا که در بازالت‌های پدران، مقدار K کم است، Rb ناهنجاری منفی نشان می‌دهد.



شکل۶ الف) نمودار عناصر نادر بهنجارشده با گوشته اولیه [۲۷]، ب) الگوی عناصر خاکی نادر بهنجارشده با کندریت [۲۸] برای گدازه‌های بازالتی پدران.

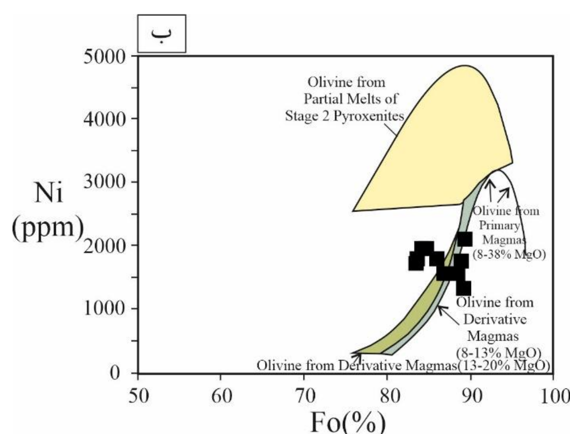
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

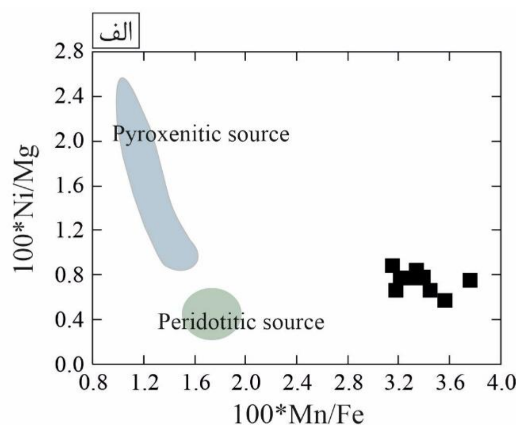
در سنگ‌های بازالتی بررسی شده، عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) چون Cs، Ba، Th، U، K، Pb و همچنین La غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶ الف). غنی‌شدگی Pb، Th، U و Ba می‌تواند بیانگر آغشتگی پوسته‌ای در ماگمای سازنده این سنگ‌ها باشد [۳۱]. در الگوی عناصر خاکی نادر سنگ‌های بررسی شده بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۸]، غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دیده می‌شود (شکل ۶ ب). غنی شدگی LREEها به ویژه La و Ce نشان دهنده گوشته‌ای غنی شده برای خاستگاه ماگماست. تهی‌شدگی عناصر خاکی نادر سنگین حضور کانی گارنت در خاستگاه را تأیید می‌نماید که به دلیل درجه کم ذوب‌بخشی، گارنت ذوب‌نشده و عناصر خاکی نادر سنگین وارد فاز مذاب نشده‌اند. حضور گارنت در سنگ خاستگاه، از عوامل تهی‌شدگی HREEها نسبت به LREEها در بازالت‌هاست [۳۲].

بحث

تعیین خاستگاه بر پایه ترکیب الیوین

سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی خاستگاه سنگ‌های بازالتی برای درک فرایندهای ماگمایی و خاستگاه ماگماهای برآمده از ذوب گوشته مهم است. به طور کلی، ماگماهای بازالتی از ذوب اجزای پریدوتیت و پیروکسنیت تشکیل می‌شوند. سازنده پیروکسنیت با مواد پوسته‌ای دگرگون شده از صفحه فرورونده در ارتباط است [۳۳]. مذاب‌های برآمده از پوسته اقیانوسی دگرگون شده می‌توانند با پریدوتیت گوشته وارد واکنش شده و پیروکسنیت تشکیل دهند که سازنده مهمی در شکل‌گیری گوشته بازالت‌های جزایر اقیانوسی است [۱]. برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی برای تفکیک خاستگاه‌های گوشته‌ای پیروکسنیتی و پریدوتیتی بازالت‌های قاره‌ای و اقیانوسی استفاده شده است [۱، ۳۴]. مذاب‌های شکل گرفته از پیروکسنیت را می‌توان بر پایه ترکیب عناصر اصلی و نادر (چون Mn، Ca و Ni) در درشت بلورهای سنگ‌های بازیک، از مذاب‌های تشکیل شده از پریدوتیت تفکیک کرد [۳۵]. تمرکز Ni، Ca و Mn مذاب‌های اولیه با ضریب توزیع کلی آن‌ها طی ذوب گوشته کنترل می‌شود. بررسی‌های تجربی نشان داده است که دما-فشار و ترکیب مذاب می‌توانند بر توزیع نیکل و منگنز بین الیوین و مذاب اثر بگذارند. برای مثال، ذوب پریدوتیت در فشار بالا ضریب توزیع نیکل بین الیوین/ مذاب را کاهش و ضریب توزیع منگنز بین الیوین/مذاب را افزایش می‌دهد، بطوری که سبب ایجاد مذاب‌های بخشی به نسبت غنی از Ni و تهی‌شده از Mn می‌شود [۳۶]. رفتار مشابه Mn^{2+} و Fe^{2+} طی ذوب‌بخشی سنگ‌های فرامافیک نشان می‌دهد که طی این فرآیند، نسبت Mn/Fe پایدار بوده و نسبت به جدایش بلورین حساس نیست [۳۷]. ترکیب الیوین‌های در تعادل با مذاب‌ها نشان داده است که مذاب بازالتی تولید شده در اثر ذوب‌بخشی پیروکسنیت دارای نسبت Mn/Fe پایین‌تر از مذاب‌های برآمده از پریدوتیت است [۳۳]. درشت بلورهای الیوین در بازالت پدران مقدار 100*Ni/Mg بین ۰/۵ و ۱ دارند که پایین‌تر از مقدار آن در بازالت‌های جزایر اقیانوسی هاوایی است و از سوی دیگر دارای گستره وسیع‌تری از 100*Mn/Fe(۳/۱ تا ۳/۸) نسبت به بازالت‌های جزایر اقیانوسی هاوایی هستند. چنان که در شکل ۷ الف دیده می‌شود، الیوین‌های بازالت پدران در گستره خاستگاه پریدوتیتی [۳۸] قرار دارند.





شکل ۷ الف) نمودار 100*Ni/Mg نسبت به 100*Mn/Fe برای تشخیص خاستگاه ماگما با استفاده از ترکیب درشت بلورهای الیوین [۳۸]؛ ب) نمودار مقدار Ni نسبت به FO(%) درشت بلورهای الیوین [۳۹] در بازالت پدران.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

مقدار Ni و Ca در درشت بلورهای الیوین می‌تواند اطلاعاتی درباره خاستگاه گوشته‌ای ماگماهای بازالتی ارائه دهد. مذاب‌های شکل گرفته از پیروکسنیت نسبت به مذاب‌های برآمده از پریدوتیت دارای Ni بالاتر و Ca پایین‌تر هستند [۳۳]. مقدار CaO در ترکیب الیوین های بررسی شده بین ۰/۱۱ تا ۰/۲۰ درصد وزنی و کاتیون Ca بین ۰/۰۱ و ۰/۰۳ متغیر بوده (جدول ۱) و نشانگر خاستگاه گوشته پریدوتیتی برای ماگماست. نمودار مقدار Ni نسبت به FO(%) درشت بلورهای الیوین [۳۹] در بازالت پدران نیز نشان دهنده مذاب‌های اولیه جدایش یافته است (شکل ۷ ب).

تعیین خاستگاه بر پایه شیمی سنگ کل

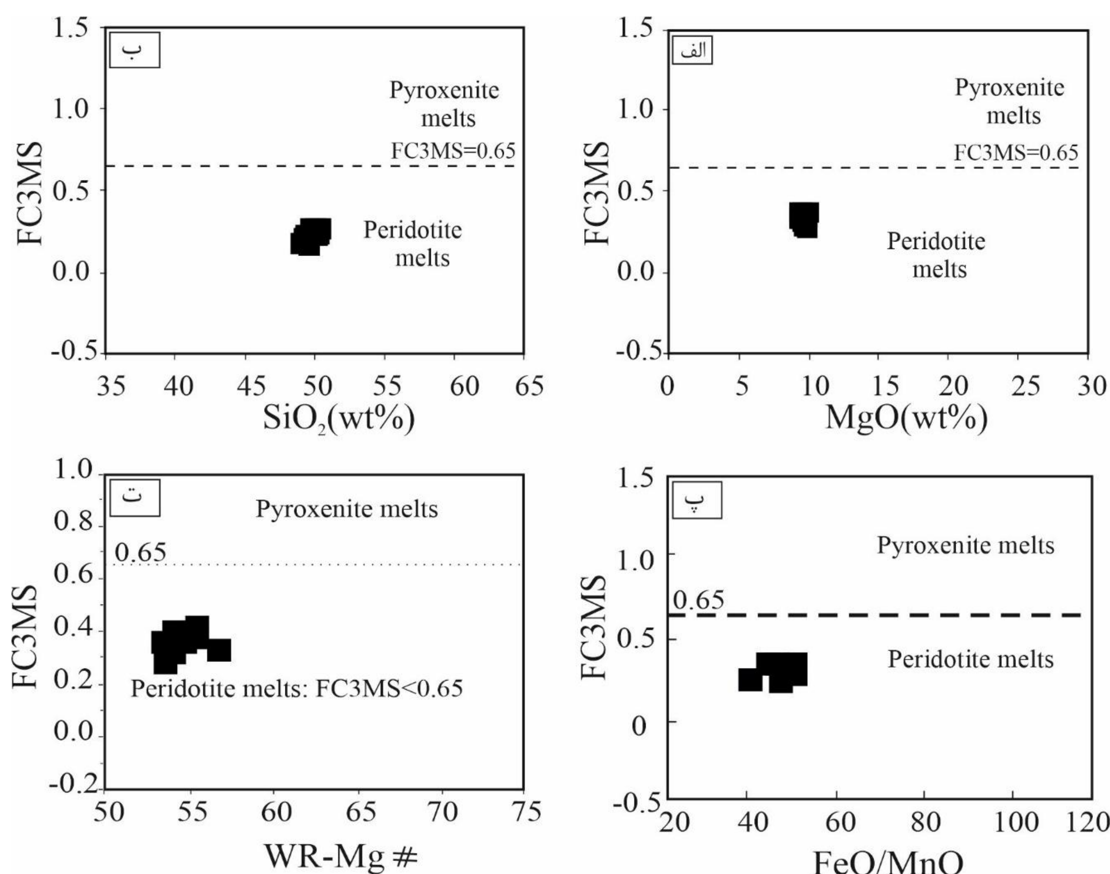
شناسایی ماهیت سنگ خاستگاه ماگماهای بازالتی، نقش اساسی در درک ترکیب، ساختار و تکامل زمین دارد. با این وجود، سنگ شناسی خاستگاه بازالت‌ها ناشناخته مانده است [۲]. شواهد متعددی وجود دارد که بازالت می‌تواند در اثر ذوب بخشی خاستگاه‌های مختلف چون پیروکسنیت و پریدوتیت یا آمیزه آن‌ها بوجود آید [۴۰-۴۲]. بازالت‌های شکل گرفته از گوشته پنجره‌ای برای درک ساختار داخلی و تکامل بخش‌های عمیق زمین به کار رفته‌اند [۵، ۴۳]. با این حال، طی صعود ماگما، چند فرایند ماگمایی (از جمله آمیختگی ماگمایی، تبلور بخشی و آلودگی پوسته‌ای) می‌تواند تنوع ترکیبی سنگ کل را کاهش داده و اطلاعات پیرامون خاستگاه ماگما را پنهان نماید [۵، ۴۴]. پیروکسنیت دارای ترکیب کانی‌شناسی شبیه پریدوتیت بوده اما دارای کمتر از ۴۰ درصد الیوین است. از دیدگاه ترکیبی، پیروکسنیت و پریدوتیت به ترتیب دارای کمتر از ۳۰ درصد و بیشتر از ۳۰ درصد MgO هستند که این می‌تواند نقش مهمی در تولید ماگمای بازالتی داشته باشد. در نمودارهای ساده رایج مورد استفاده، مذاب‌های پیروکسنیت به جز انواع دارای MgO پایین (کمتر از ۵ درصد)، TiO_2 بالا (بیش از ۶ درصد) و FeO بالا (بیش از ۱۵ درصد)، با مذاب‌های پریدوتیت (با فرض اینکه همه مذاب‌ها دچار جدایش الیوین و انباشت بلورین شده‌اند)، همپوشی دارند. با این وجود، اغلب مذاب‌های پیروکسنیتی با نسبت بالای FeO/CaO در مقدار معینی از نسبت MgO/SiO_2 مشخص می‌شوند [۲]. بر اساس نتایج تجربی برای پریدوتیت و پیروکسنیت و بر پایه پارامتر $FC3MS=FeO/CaO-3*MgO/SiO_2$ (همه اکسیدها بر حسب درصد وزنی) می‌توان خاستگاه بازالت‌ها را شناسایی نمود، به طوری که مقدار FC3MS بیش از ۰/۶۵ بیانگر خاستگاه پیروکسنیتی و مقدار کمتر از آن نشانگر خاستگاه پریدوتیتی هستند [۲]. نسبت‌های MgO/SiO_2 و FeO/CaO در مذاب‌های پریدوتیتی مانند نسبت FeO/MnO، با مقدار فشار تطابق مثبت دارند، اما مقدار FC3MS مستقل از فشار است. چنان که در شکل‌های ۸ الف، ب و پ دیده می‌شود، نمونه‌های بازالتی پدران براساس نمودارهای FC3MS نسبت به SiO_2 و MgO [۲] و همچنین FC3MS نسبت به FeO/MnO [۴۵] در گستره مذاب‌های پریدوتیتی قرار دارند. در نمودار FC3MS نسبت به WR-Mg# (عدد منیزیم سنگ کل) برای تفکیک خاستگاه گوشته‌ای [۳۸]، نیز نمونه‌های بازالتی پدران با FC3MS کمتر از ۰/۶۵ در گستره مذاب‌های پریدوتیتی واقع می‌شوند (شکل ۸ ت). از این رو، ذوب‌بخشی گوشته پریدوتیتی برای خاستگاه سنگ‌های بررسی‌شده پیشنهاد می‌شود.

مقدار بالای MgO و Mg# که پیشتر به آن‌ها اشاره شد و همچنین مقدار به نسبت بالای Ni (۲۳۲-۲۶۸ppm) و Cr (۳۶۷-۴۶۱ppm) در بازالت‌های پدران نشان می‌دهند که ماگمای سازنده آن‌ها از گوشته بالایی شکل گرفته و به صورت جدایش نیافته یا کمی جدایش یافته فوران نموده است. نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در ترکیب با سایر پارامترهای زمین شیمیایی برای بررسی ویژگی‌های خاستگاه ماگماها و تغییرات بعدی ماگمای در حال صعود بسیار مفید است. بر اساس بررسی‌های ایزوتوپی انجام شده توسط یونگ و همکاران [۱۰]، نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در بازالت‌های مود (در ۵ کیلومتری غرب پدران) که شبیه بازالت‌های مورد بررسی هستند، در گستره ۰/۷۰۴۴ تا ۰/۷۰۴۷ (میانگن ۰/۷۰۴۶) بوده و این نظر را تقویت می‌نماید که ماگمای سازنده آن از گوشته بالایی شکل گرفته است.

برای بررسی کانی‌شناسی خاستگاه، از مدل‌سازی تمرکز عناصر ناسازگار استفاده می‌شود [۴۶]. گارنت در مقایسه با اسپینل، به صورت ترجیحی HREEها را نسبت به LREEها در بر می‌گیرد [۴۷]. از این رو، نسبت بالای Dy/Yb در سنگ‌های بازالتی اغلب با حضور گارنت در خاستگاه در ارتباط است. ذوب‌بخشی گارنت لرزولیت مذابی با نسبت Dy/Yb بالاتر (بیش از ۲) و مقدار Yb پایین‌تر (کمتر از ۲ ppm) نسبت به خاستگاه اسپینل لرزولیت ایجاد می‌نماید. مذاب اسپینل-گارنت

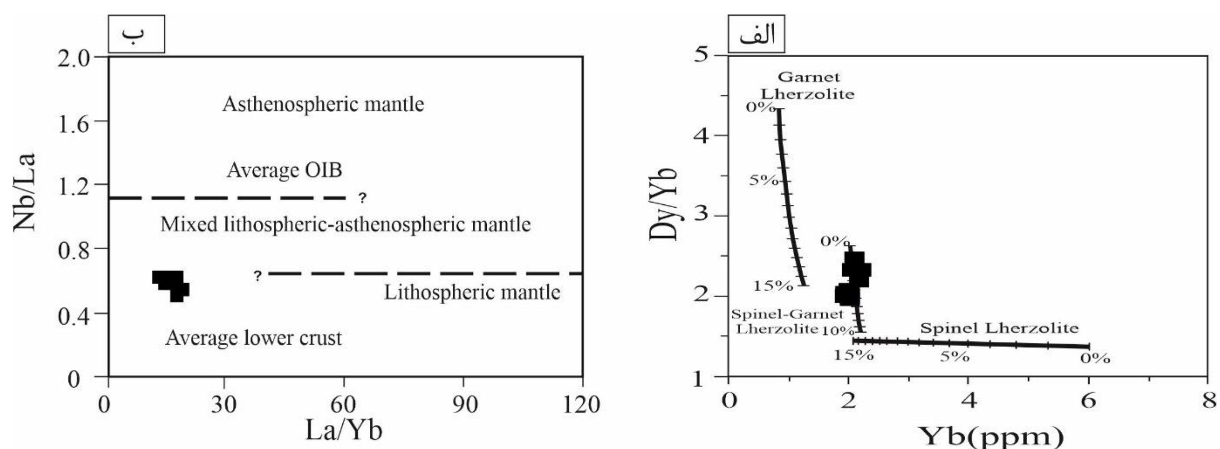
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

لرزولیت در مقایسه با مذاب گارنت لرزولیت دارای Yb کمی بالاتر (حدودppm ۲) و نسبت Dy/Yb کمتر(۱/۵ تا ۲/۵) است [۴۶]. مقدار Yb در بازالت‌های پدران۲/۱ تا ۲/۲ppm و میانگین نسبت Dy/Yb برابر با ۲/۱۸ است که با خاستگاه اسپینل-گارنت لرزولیت همخوانی دارد. در نمودار Dy/Yb نسبت به Yb [۴۶] که در آن منحنی‌های ذوب اسپینل لرزولیت، گارنت لرزولیت و اسپینل-گارنت لرزولیت نشان داده شده است (شکل ۹ الف)، نمونه‌های بازالتی پدران بر روی منحنی اسپینل-گارنت لرزولیت و درجه ذوب‌بخشی حدود ۵ درصد قرار گرفته‌اند. اسمیت و همکاران [۴۸] پیشنهاد نمودند که به دلیل تهی‌شدگی HFSEها (چون Nb و Ta) نسبت به LREEها در گوشته سنگ کره‌ای، نسبت بالای Nb/La (بیش از ۱) نشان‌دهنده خاستگاه گوشته سست کره‌ای و نسبت‌های پایین‌تر (کمتر از حدود ۰/۵) بیانگر خاستگاه گوشته سنگ کره‌ای هستند. نسبت‌های Nb/La و La/Yb برای نمونه‌های بازالتی پدران به ترتیب ۰/۶۳-۰/۴۹ (میانگین ۰/۵۶) و ۱۹/۰۵-۱۷/۲۷ هستند و بر این اساس نمونه‌ها در مرز گوشته سنگ کره‌ای و گوشته آمیزه سنگ کره‌ای-سست کره‌ای [۴۹] قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب). نتایج زمین دماسنجی نشان داده است که عمق خاستگاه گارنت لرزولیت حدود ۷۰ تا ۷۶ کیلومتر است [۵۰]. به باور الام [۵۱]، منطقه دگرگونی اسپینل به گارنت در عمق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری واقع است. بر این اساس، می‌توان گفت که ماگمای سازنده بازالت‌های پدران که از منطقه دگرگونی بین فاز اسپینل و گارنت لرزولیت شکل گرفته در عمق حدود ۷۰ کیلومتر تشکیل شده است. چنان که پیشتر اشاره شد، نمودار عناصر خاکی نادر بازالت‌های پدران (شکل ۶ ب) نشان‌دهنده تهی‌شدگی از HREEهاست که حضور فاز گارنت در کانی‌شناسی خاستگاه را تأیید می‌نماید.



شکل۸ موقعیت نمونه‌های بازالتی پدران در نمودارهای تفکیک خاستگاه پیروکسنیتی و پریدوتیتی بازالت‌ها: الف و ب) نمودارهای FC3MS نسبت به مقدار SiO_2 و MgO [۲]، پ) نمودار FC3MS نسبت به FeO/MnO [۴۵] و ت) نمودار FC3MS نسبت به WR-Mg# (Mg# سنگ کل) [۳۸]. ($FC3MS= FeO/CaO-3*MgO/SiO_2$ همه اکسیدها بر حسب درصد وزنی).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]



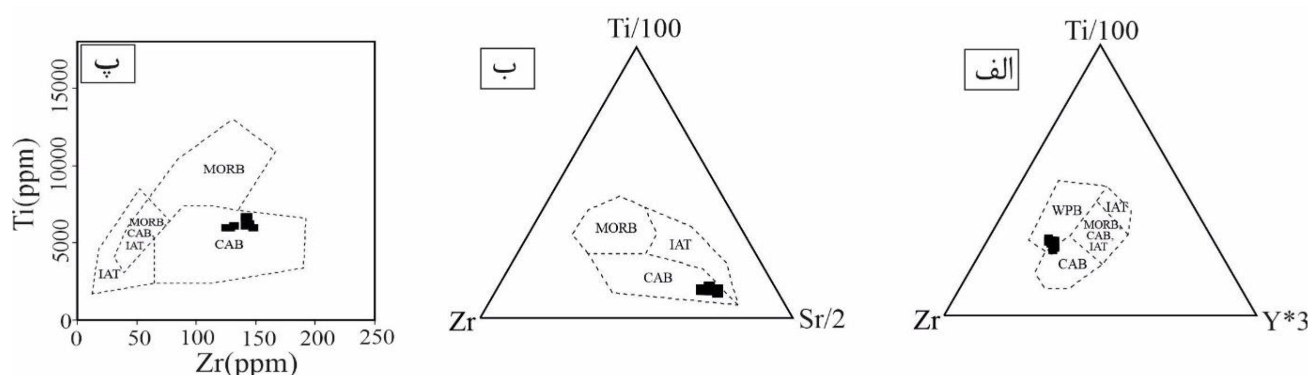
شکل۹ موقعیت نمونه‌های بازالتی پدران در الف) نمودار Dy/Yb نسبت به Yb [۴۶] که در آن، منحنی های ذوب اسپینل لرزولیت، گارنت لرزولیت و اسپینل-گارنت لرزولیت نشان داده شده است و ب) نمودار تغییرات Nb/La نسبت به La/Yb [۴۹] که در آن، خطوط منقطع جداکننده گوشته سست کره‌ای، سنگ کره‌ای و خاستگاه ترکیبی هستند.

جایگاه زمین ساختی

نتایج بررسی‌های مختلف نشان داده است که ترکیب عناصر اصلی، فرعی و نادر سنگ‌های بازالتی به جایگاه زمین ساختی که در آن تشکیل شده‌اند، وابسته است. به بیان دیگر، ترکیب ماگماهای بازالتی می‌تواند به عنوان شاخص قابل اعتمادی برای بازسازی جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها در نظر گرفته شود، زیرا ماگماهای بازالتی با ویژگی‌های زمین شیمیایی خود با جایگاه-های زمین‌ساختی معینی همراه هستند. بر این اساس، نمودارهای مختلفی برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌ها و در نتیجه، شناسایی محیط زمین‌ساختی قدیمی آن‌ها بر پایه شواهد زمین‌شناسی ارائه شده است [۵۲-۵۶]. با این وجود، ویژگی‌های عناصر اصلی ماگماهای بازالتی شاخص حساس ویژه‌ای برای جایگاه زمین‌ساختی نیست، بلکه برخی عناصر نادر و نشانه‌های ایزوتوپی Sr-Nd-Pb در ارتباط با محیط تشکیل ماگما، می‌توانند در این مورد به کار روند [۵۶]. به طور کلی، بازالت‌ها بر پایه محیط زمین‌ساختی به انواع مختلف رده‌بندی شده‌اند [۵۶،۵۴]که مهمترین آن‌ها عبارتند از: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی(MORB)، بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، بازالت‌های قوس قاره‌ای (CAB)، بازالت‌های قوس جزیره (IAB)، بازالت‌های قوس درون اقیانوسی (IOAB)، بازالت‌های حوضه پشت قوس (BABB)، بازالت‌های سیلابی قاره‌ای (CFB)، بازالت‌های کافت قاره‌ای (CRB)، بازالت‌های فلات اقیانوسی (OPB).

چنان که گفته شد، برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل بازالت‌ها از نمودارهای عناصر نادر استفاده می‌شود. برای این منظور، در این پژوهش نمودارهای ارائه شده توسط پیرس و کان [۵۷] به کار رفتند. نمونه‌های بررسی شده در نمودار سه تایی Zr-(Ti/100)-(Y*3) در مرز مشترک بازالت‌های آهکی-قلیایی و درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف). بسیاری از بازالت‌های قاره‌ای، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمیزه درون صفحه‌ای و جایگاه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند [۳۰، ۵۸]. آلودگی با پوسته قاره‌ای یا سنگ کره می-تواند نشانه‌هایی شبیه فرورانش (چون Nb پایین، Ta پایین و Ti پایین) ایجاد کرده و سبب شناسایی نادرست بازالت‌های درون صفحه‌ای آلوده‌شده به عنوان وابسته به کمان شود [۵۹]. به باور لی و همکاران [۵۴]، بسیاری از نمودارهای عناصر نادر مورد استفاده برای تفکیک بازالت حوضه پشت کمان از بازالت پشته میان اقیانوسی، بازالت سیلابی قاره‌ای از بازالت فلات اقیانوسی و نیز انواع مختلف بازالت‌های قوس (درون-اقیانوسی، قوس جزیره و قوس قاره) موفق نبوده و فقط بازالت جزایر اقیانوسی و بعضی بازالت‌های پشته میان اقیانوسی در نمودارها قابل تفکیک هستند. از این رو در بسیاری از نمودارهای جدید معرفی شده برای تفکیک انواع مختلف بازالت نیز مقدار همپوشی انواع بازالت بسیار بیشتر از نمودارهای قدیمی‌تر است [۵۴]. نمودار سه تایی Zr-(Ti/100)-(Sr/2) نیز برای تفکیک بازالت‌های پدران استفاده شد که نمونه‌ها در قلمرو بازالت‌های آهکی‌قلیایی جای گرفته‌اند (شکل ۱۰ ب).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

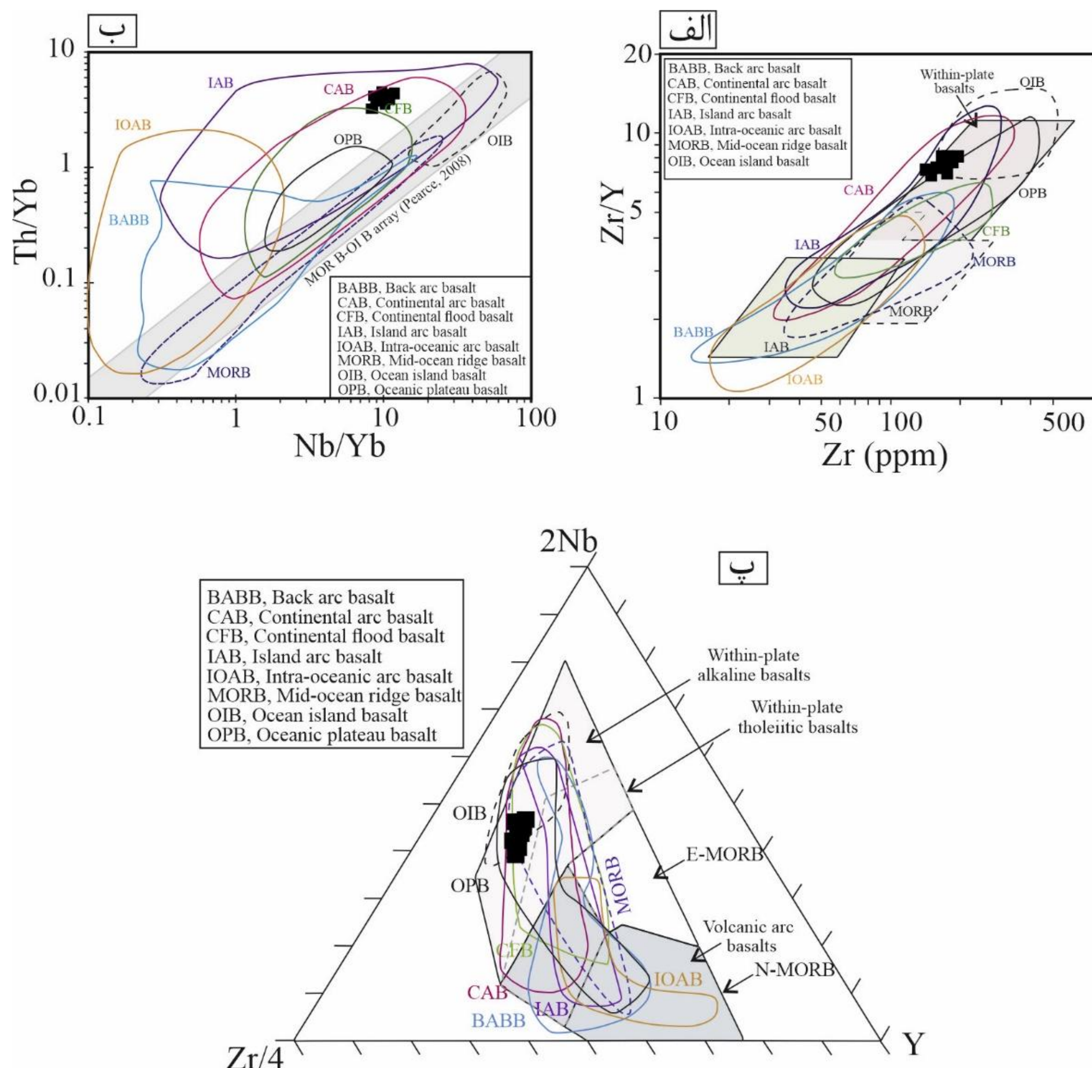


شکل ۱۰ نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های منطقه پدران [۵۷]: الف) نمودار سه تایی Zr-(Ti/100)-(Y*3)؛ ب) نمودار سه تایی Zr-(Ti/100)-(Sr/2)؛ پ) نمودار تغییرات Zr نسبت به Ti.

TiO_2 پایین از نشانه‌های فعالیت ماگمایی وابسته به کمان است [۱۰]. مقدار TiO_2 در بازالت‌های پدران ۱٫۱۱تا ۱٫۱۶درصد وزنی است که وابستگی آن‌ها به کمان را تأیید می‌نماید. براساس نمودار تغییرات Zr در برابر Ti نیز، بازالت‌های پدران در گستره بازالت‌های آهکی‌قلیایی واقع هستند (شکل ۱۰ پ). این جایگاه زمین‌ساختی با ویژگی‌های زمین شیمیایی عناصر نادر بازالت‌های پدران در نمودارهای چندعنصری عناصر نادر همخوانی دارد. لی و همکاران [۵۴] دقت نمودارهای تفکیک عناصر نادر برای بازالت‌ها را با استفاده از مجموعه داده‌های جدید بررسی کردند. بر اساس نتایج پژوهش آنها، هر دو گروه نمودارهای دوتایی و سه تایی بر پایه عناصر Zr، Ti، V، Y، Th، Hf، Nb، Ta، Sm و Sc در تفکیک بازالت‌های تشکیل شده در محیط‌های زمین ساختی مختلف (بازالت سیلابی قاره‌ای، بازالت پشته میان اقیانوسی، بازالت جزایر اقیانوسی، بازالت فلات اقیانوسی، بازالت حوضه پشت قوس و انواع مختلف بازالت قوس) بیانگر همپوشی قابل توجه هستند. همپوشی انواع مختلف بازالت، به ویژه وقتی این نمودارها بدون توجه به داده‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی استفاده شوند، زیاد است. از بین نمودارهای متعدد معرفی شده توسط لی و همکاران [۵۴] ، موقعیت نمونه‌های بازالتی پدران در سه نمودار Zr/Y نسبت به Zr (شکل ۱۱ الف)، نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb (شکل ۱۱ ب) و Zr/4-2Nb-Y (شکل ۱۱ پ) نشان داده شد. چنان که دیده می‌شود، گستره‌های مختلف همپوشی دارند، اما نمونه‌ها در قلمرو کلی بازالت‌های قوس قاره (CAB) (رسم شده به رنگ بنفش) قرار گرفته‌اند. چنان که گفته شد، گستره بازالت‌های محیط‌های زمین‌ساختی مختلف در نمودارهای دوتایی و سه تایی همپوشی دارند. از این رو، نمودارهای چند عنصری برای تفکیک انواع مختلف بازالت بسیار مفید هستند [۵۴]. برای مثال می‌توان از بود یا نبود ناهنجاری منفی Nb و Ta در نمودارهای چندعنصری برای رده‌بندی نمونه‌های در قلمرو بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و کمان استفاده کرد. افزون بر این، فراوانی Th و LREEها می‌تواند برای تفکیک نمونه‌های واقع در گستره بازالت‌های جزایر اقیانوسی و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی به کار رود [۵۴]. برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی بازالت پدران، از نمودار مقایسه‌ای عناصر نادر بهنجارشده با گوشته اولیه [۲۷] استفاده شد. چنان که در شکل ۱۲ الف دیده می‌شود، نمونه‌های پدران شبیه بازالت‌های محیط کمان شامل بازالت‌های آهکی‌قلیایی قاره‌ای (CAB) و بازالت‌های جزایر قوسی (IAB) هستند. برای تفکیک گستره‌های کمان قاره‌ای و اقیانوسی از نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۵۶] استفاده شد که بر این اساس، نمونه‌های بازالت پدران در گستره کمان قاره‌ای قرار دارند (شکل ۱۲ ب). مقدار Nb در بازالت‌های قوس درون اقیانوسی (IOAB) و بازالت‌های قوس جزیره (IAB) پایین و به ترتیب کمتر از ۲٫۶ ppm و کمتر از یا برابر با ۷ppm بوده، در حالی که مقدار Nb در بازالت‌های قوس قاره (CAB) بیشتر (۲-۳۶ppm) است [۵۶]. مقدار Nb در بازالت‌های پدران ppm ۱۹٫۳-۲۳٫۹ است که شباهت آن‌ها با بازالت‌های قوس قاره را تأیید می‌نماید. نسبت Nb/Th که برخلاف بسیاری از نسبت‌های HFSE/LILE، به دلیل ناسازگاری Nb و Th در گوشته، به تغییرات درصد مذاب غیرحساس است، می‌تواند در تعیین محیط زمین‌ساختی استفاده شود [۶۰]. نسبت Nb/Th کمتر از ۵ بیانگر جایگاه فرورانش است که سیال‌های ورقه فرورونده فراوان هستند، در صورتی که نسبت Nb/Th بالای ۷ نشان-

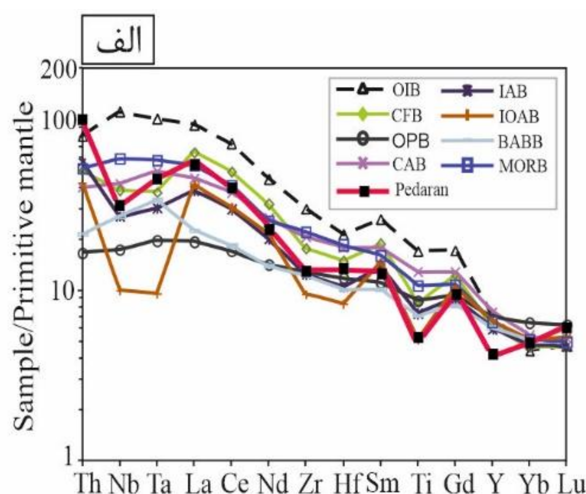
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

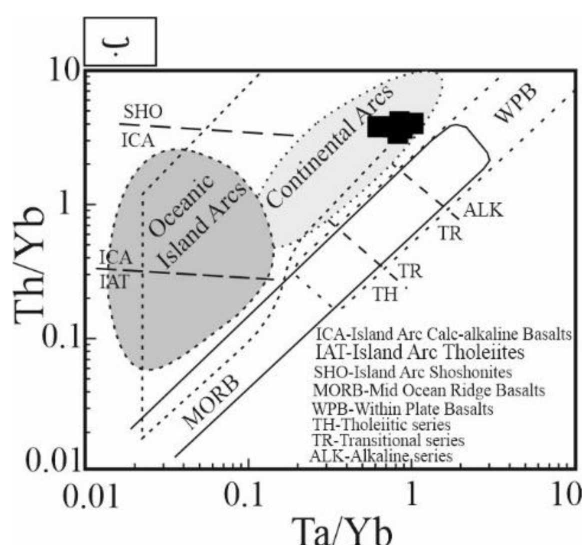
دهنده مذاب‌هایی است که در نبود سیال‌های ورقه فرورونده به وجود می‌آیند. میانگین نسبت Nb/Th در بازالت‌های پدران ۲/۷۱ است که وابستگی آن‌ها به جایگاه فرورانش و نقش سیال-های ورقه فرورونده را اثبات می‌نماید. برای بررسی آلودگی پوسته‌ای، از نسبت‌های Nb/La و Nb/U که به آلایش پوسته-ای حساس هستند، استفاده می‌شود [۶۱]. میانگین این نسبت-ها در سنگ‌های بازالتی پدران به ترتیب ۰/۵۶ و ۱۴/۵۸ است که با توجه به مقدار آن‌ها در پوسته (Nb/La=۰/۳۹ و Nb/U=۴/۴) [۶۲] و گوشته (Nb/La=۲۵±۵ و Nb/U=۵۰) [۲۷]، احتمال آلایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه مورد بررسی وجود دارد. از نسبت Th/U نیز برای تعیین آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های مورد بررسی استفاده شد. این نسبت در پوسته بالایی حدود ۳/۸ [۶۳] و در نمونه‌های پدران به طور میانگین ۵/۳۵ بوده که بیانگر اثر آلودگی پوسته‌ای است. به طور کلی، بر پایه ویژگی‌های زمین شیمیایی عناصر نادر و نمودارهای شناسایی جایگاه زمین ساختی، می‌توان گفت که فرآیندهای ماگمایی تشکیل بازالت‌های منطقه پدران با رخدادهای مناطق فرورانش و همگرا قابل مقایسه هستند. در بررسی‌های سنگ‌شناسی انجام شده توسط خراسانی [۶۴]، قربانی [۱۲] و وثوقی عابدینی [۱۳] درباره فعالیت آتشفشانی ترشیری شرق ایران، نیز چنین نتیجه‌گیری شده است که این مجموعه سنگ‌ها از نوع آهکی‌قلیایی و وابسته به مناطق کرانه فعال قاره هستند.



شکل ۱۱ موقعیت نمونه‌های بازالتی پدران در نمودارهای دوتایی و سه تایی معرفی شده توسط لی و همکاران [۵۴] ، شامل الف) نمودار Zr/Y نسبت به Zr؛ ب) نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Y؛ پ) نمودار Zr/4-2Nb-Y.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]





شکل ۱۲ الف) مقایسه نمودار عناصر نادر بهنجارشده با گوشته اولیه [۲۷] بازالت‌های پدران با انواع مختلف بازالت [۵۴]؛ ب) موقعیت نمونه‌های بازالت پدران در نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۵۶].

انتظار این بوده است که بازالت‌های قلیایی سنوزوئیک شرق ایران متفاوت از سایر سنگ‌های آتشفشانی این منطقه و در ارتباط با کافت‌های قاره‌ای هستند، اما نتایج بررسی‌های آنها نیز نشان می‌دهد که این سنگ‌های بازالتی با وجود اینکه در نمودارهای نامگذاری بر پایه ترکیب شیمیایی عناصر اصلی، در قلمرو بازالت‌های قلیایی جای می‌گیرند، اما از نظر جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی، همبستگی نزدیکی با سایر سنگ‌های آتشفشانی مناطق شرقی ایران دارند. از این رو، می‌توان گفت که به احتمال بسیار، رخدادهایی چون آلودگی پوسته‌ای ماگمای اولیه سبب شده تا این سنگ‌ها با وجود ماهیت قلیایی، برخی ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به مناطق کمان را نشان دهند. البته شدت این دگرگونی‌ها به حدی نبوده که سبب از بین رفتن کامل ماهیت اولیه ماگما (قلیایی) شده باشد. قاسمی و همکاران [۶۵،۶۶] با بررسی گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود و فعالیت ماگمایی کششی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی که از نظر سنگ‌نگاری شبیه بازالت‌های منطقه پدران هستند، به این نتیجه رسیده‌اند که ماگمای بازیک سازنده سنگ‌های مورد بررسی، به احتمال بسیار در یک حوضه کششی پشت کمانی در زمان الیگوسن-میوسن تشکیل شده‌اند. به باور آنها، این حوضه‌های پشت کمانی مناطق کششی کوچکی هستند که در ارتباط با فرورانش سنگ کره اقیانوسی به زیر سنگ کره قاره-ای، در پشت کمان ماگمایی اصلی نواحی فرورانش شکل می-گیرند. به باور راموس و کی [۶۷]، بازالت‌های پشت کمانی در ورای کمان‌های آتشفشانی اصلی، در بسیاری از نواحی کرانه قاره‌ای فعال تشکیل می‌شوند. این بازالت‌های پشت کمانی مکان‌های گذر از بازالت‌های کمانی به بازالت‌های درون قاره‌ای هستند. با وجود شباهت سنگ‌نگاری بین بازالت‌های منطقه پدران و سنگ‌های بازیک بررسی شده توسط قاسمی و همکاران [۶۵، ۶۶]، جایگاه زمین‌شناسی این سنگ‌ها متفاوت بوده و از این رو وابستگی آن‌ها به محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت دور از انتظار نیست.

برداشت

در کرانه جنوب شرقی روستای پدران در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند، توده‌های بازالتی بر روی رسوب‌های کنگلومرایی و نهشته‌های شیلی- ماسه سنگی دگرگون‌شده رخنمون دارند. بافت سنگ پورفیری با زمینه ریزسنگی و گاهی بین‌دانه‌ای است. کانی‌های سازنده بازالت درشت بلورهای الیوین و زمینه ریزدانه شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی کدر (مگنتیت) است. بر اساس نتایج تجزیه با ریزپردازشگر پرتو ایکس کانی الیوین و همچنین زمین‌شیمی سنگ کل و استفاده از شاخص FC3MS ($FeO/CaO-3*MgO/SiO_2$)، ماگمای سازنده بازالت پدران از گوشته پریدوتیتی شکل گرفته است. الگوی عناصر خاکی نادر نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE ها نسبت به HREEهاست که حضور گارنت در کانی‌شناسی خاستگاه را

تأیید می‌نماید. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی چون مقدار پایین TiO_2 (۱/۱۱-۱/۱۶ درصد وزنی)، مقدار بالای MgO (۹/۵۲-۱۰/۰۳ درصد وزنی)، #Mg (۵۳/۲۹-۶۲/۶۸) و همچنین مقدار به نسبت بالای Ni (۲۳۲-۲۶۸ppm) و Cr (۳۶۷-۴۶۱ppm) در بازالت‌های پدران نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن‌ها از گوشته بالایی شکل گرفته و به صورت جدایش نیافته یا کمی جدایش یافته، در یک جایگاه همگرا فوران نموده است. نسبت‌های عناصر نادر مختلف چون Nb/La، Nb/U و Th/U که به آلایش پوسته‌ای حساس هستند، نقش آلودگی پوسته‌ای طی تکامل ماگما را نشان می‌دهند. به طور کلی، بر پایه نتایج این پژوهش و همچنین بررسی‌های پیشین درباره بازالت‌های شرق ایران، می‌توان گفت که به احتمال بسیار، رخدادهایی چون آلودگی پوسته‌ای ماگمای اولیه، سبب شده است تا این سنگ‌ها با وجود ماهیت قلیایی، برخی ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به مناطق کمان را نشان دهند.

قدردانی

نویسندگان مقاله، مراتب تشکر و قدردانی خود را از شبکه آزمایشگاهی فناوری‌های راهبردی برای تامین بخشی از هزینه آنالیزهای انجام شده در این پژوهش، ابراز می‌دارند.

مراجع

[1] Herzberg C., *"Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implication for origins"*, Journal of Petrology 52.1 (2011) 113-146.

[2] Yang Z.F., and Zhou J.H., *"Can we identify source lithology of basalt?"*, Scientific Reports 3.1 (2013) 1856.

[3] Yang Z.F., Li J., Liang W.F., Luo Z.H., *"On the chemical markers of pyroxenite contributions in continental basalts in eastern China: implication for source lithology and the origin of basalts"*, *Earth-Science Reviews* 157 (2016): 18-31.

[4] Yang Z., Lai S.C., Qin J.F., Zhu R.Z., Liu M., Zhang F.Y., Yang H., Zhu Y., *"Petrogenesis of Early Cretaceous alkaline basalts in the West Qinling: Constraints from olivine chemistry"*, Geological Journal 58.2 (2023) 780-794.

[5] Hu, Q.W., Mei, S.W., Zhang, L. and Ren, Z.Y., *"Mantle source heterogeneity for Hainan basalts revealed by Pb and Sr isotopic compositions in olivine-hosted melt inclusions"*, Lithos 438 (2023) 106991.

[6] Blondes M. S., Brandon M. T., Reiners P. W., Page F. Z., Kita N. T., *"Generation of forsteritic olivine (Fo 99·8) by subsolidus oxidation in basaltic flows"*, Journal of Petrology 53 (2012). 971-984.

[7] Howarth G.H., Harris C., "*Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry"*, Earth and Planetary Science Letters 475(2017)143–151.

[8] Cao G., Tong Y., Li X., Wang L., *"Insights from olivine chemistry into crustal magmatic processes and the mantle source lithology of basalts from Hainan Island, China"*, Lithos 430-431(2022) 106852.

[9] Oeser M., Ruprecht P., Stefan W., *"Combined Fe-Mg chemical and isotopic zoning in olivine constraining magma mixing-to-eruption timescales for the continental arcvolcano Irazú (Costa Rica) and Cr diffusion in olivine"*, American Mineralogist 103 (4) (2018) 582–599.

[10] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., "*Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran"*, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51(1983) 285-336.

[11] Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H. Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo, C.H., *"Eocene– Oligocene post- collisional magmatism in the Lut– Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications"*, Lithos 180-181(2013) 234- 251.

[12] Ghorbani Q., *"Petrogenetic investigation of Quaternary basalts in east of Iran (Khorasan)"*, M.Sc. thesis, Shahid Beheshti university, (1993) 250p.

[13] Vosoughi Abedini M., *"Petrologic and tectonomaagmatic aspects of Cenozoic basalts in east of Iran (Khorasan)"*, Geosciences 6(23-24) (1997) 16-31.

[14] Taghribi M., *"Neogene-Quaternary volcanism in east of Iran (Birjand-Moud-Sarbisheh area)"*, M.Sc. thesis, Shahid Bahonar university of Kerman, (1997) 150p.

[15] Yari F., *"Petrology and geochemistry of volcanic rocks of Fanood area (southeast of Birjand) east of Iran"*. M.Sc. thesis, university of Birjand (2011) 113p.

[16] Parsaei M., *"The study of geology, alteration and petrology of igneous rocks in east of Moud (southeast of Birjand)"*. M.Sc. thesis, university of Birjand, (2012) 115p.

[17] Nazari H., Salamati R., *"Geological map of Sarbisheh, scale 1:100000"*, Geological survey of Iran(1999).

[18] Eftekhar nezhad J., Stocklin J., *"Geological map of Birjand, scale 1:250000"*, Geological survey of Iran (1991).

[19] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals"*, Longman Scientific and Technical. Hong Kong (1991) 528pp.

[20] Hall A., *"Igneous petrology"*, Longman, Newyork (1996)551pp.

[21] Gunnlaugsson H.P., Helgason, O., Kristansson L., Nornberg P., Rasmussen H., Steinporsson S., Weyer G., *"Magnetic properties of olivine basalt: Application to Mars"*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 154(3) (2006) 276–289

[22] Whitney D., Evans B.D., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95(2010)185-187.

[23] Wager L.R., Deer W.A., *"The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland"*, Meddelelser om Gronland 105(4) (1939) 1-352

[24] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., *"The interpretation of igneous rocks"*, Allen and Unwin, London (1979) 450p

[25] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-Silica diagram"*, Journal of Petrology 27(3) (1986) 745-750.

[26] Christoph B., Karsten M.H., Philipp A.B., Stefan H.K., *"Primitive andesites from the Taupo Volcanic Zone formed by magma mixing"*. Contributions to Mineralogy and Petrology172 (2017) 33.

[27] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process"*. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society London Special Publications 42(1) (1989)313-345.

[28] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies"*. In: P. Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam (1984) 63-114.

[29]Prelevic D., Wehrheim S., Reutter M., Romer R. L., Boev B., Bozovic M., van den Bogaard P., Cvetkovic V., Schmid S. M., *"The late cretaceous Klepa basalts in Macedonia (FYROM) constraints on the final stage of Tethys closure in the Balkans"*, Terra Nova 29(2017) 145-153.

[30] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis"*, Springer Verlag, London (2007) 466 pp.

[31] Kuscu G.G., Geneli F., *"Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex"*, International Journal of Earth Sciences 99(2010)593-621.

[32] Kampunzo A. B., Tombale A. R., Zhai M., Bagai Z., Majaule T., Modisi M. P., *"Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton"*, Lithos, 71(2-4) (2003) 431-460.

[33]Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L.,Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M., *"The amount of recycledcrust in sources of mantle-derived melts"* Science 316(2007)412–417.

[34] Gleeson M.L.M., Gibson S.A., *"Crustal controls on apparent mantle pyroxenite signals in ocean-island basalts"*, Geology 47 (4) (2019) 321–324.

[35] Rasmussen M.B., Halldórsson S.A., Gibson S.A., Guðfinnsson G.H., *"Olivine chemistry reveals compositional source heterogeneities within a tilted mantle plume beneath Iceland"*, Earth and Planetary Science Letters 531(2020).

[36] Matzen A.K., Baker M.B., Beckett J.R., Stolper E.M., *"The temperature and pressure dependence of nickel partitioning between olivine and silicate melt"*, Journal of Petrology54 (12) (2013) 2521–2545.

[36] Humayun M., Qin L., Norman M. D., *"Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii"*, Science 306(5693) (2004) 91-94.

[38] Liu Z., Shea J.J., Foley S.F., Bussweiler Y., Rohrbach A., Klemme S., Berndt J., *"Clarifying source assemblages and metasomatic agents for basaltic rocksin eastern Australia using olivine phenocryst compositions"*, Lithos 390–391(2021) 106122.

[39] Kim S., Choi S.H., *"Geochemical studies on the mantle source lithologies of late Cenozoic alkali basalts from Baengnyeong, Pyeongtaek, and*

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]

geological significance", Acta Petrologica Sinica 28(2012)1130–1138.
[51] Ellam R.M., *"Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry"* Geology 20(2) (1992)153–156.
[52] Ross P.-S., Bedard J.H., *"Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams"*, Canadian Journal of Earth Sciences 46(2009)823–839.
[53] Pearce J.A., *"Immobile elements fingerprinting of ophiolites"*, Elements 10(2) (2014)101–108.
[54] Li C.S., Arndt N.T., Tang Q.Y., Ripley E.M., *"Trace element indiscrimination diagrams"*, Lithos 232(2015)75–83.
[55] Saccani E., *"A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics"*, Geoscience Frontiers 6(4) (2015) 481–501.
[56] Xia L., a Li, X., *"Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting"*, Gondwana Research 65(2019)43–67.
[57] Pearce J.A., Cann J.R., *"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses"*, Earth and Planetary Science Letters 19 (2) (1973)290-300.
[58] Wang P., Glover III L., *"A tectonics test of themost commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns"*, Earth-Science Reviews 33(2) (1992)111–131.
[59] Xia L.Q., *"The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones"*, Earth-Science Reviews 139(2014)195–212.
[60]Condie K.C., O'Neill C., *"The Archean–Proterozoic boundary: 500 my of tec-tonic transition in Earth history"*, American Journal of Science 310(9) (2010)775-790.
[61] He J., Zhang Y., Wang Y., Qian X., Sun L., *"Late Paleozoic post-collisional setting of the North Tianshan, NWChina: New insights from geochronology, geochemistry and Sr–Nd isotopic compositions of the Permian Nileke volcanic rocks"*, Lithos 318–319 (2018) 314–325.
[62] Teng F. Z., McDonough W. F., Rudnick R. L., Dalpé C., Tomascak P. B., Chappell B. W., Gao S., *"Lithium isotopic composition and concentration of the upper continental crust"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 68(2004) 4167-4178.
[63] Rudnick R. L., Gao S., *"Composition of the continental crust"*, Treatise on geochemistry4. In: Reference Module in Earth Systems and

Asan in the Korean Peninsula", Lithos 404-405(2021) 106434.
[40] Dai L. Q., Zhao Z.F., Zheng, Y.F., *"Geochemical insights into the role of metasomatic hornblendite in generating alkali basalts"*, Geochemistry, Geophysics, Geosystems 15 (2014)3762-3779.
[41] Lambart S., stolper E., Baker M., *"The role of pyroxenite in basalt genesis: Melt-px, a melting parameterzation for mantle pyroxenite between 0.9 and 5gpa"*, Journal of Geophysical Research. Solid Earth 121(2016) (80: 5708-5735.
[42] Liu J.Q., Ren Z.Y., *"Diversity of source lithology and its identification for basalts; A case study of the Hainan basalts"*, Geotectonica et Metallogenia 37(3) (2013) 18 (in Chinese with English abstract).
[43] Zindler A., Hart S., *"Chemical geodynamics"*, Annual Review of Earth and Planetary Sciences14(1986)493–571.
[44] Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K., *"Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas"* Nature 404(2000)986–990.
[45] Altunkaynak Ş., Ünal A., Howarth G.H., Aldanmaz E., Nývlt D., "*The origin of low-Ca olivine from ultramafic xenoliths and host basaltic lavas in a back-arc setting, James Ross Island, Antarctic Peninsula"* Lithos 342–343(2019)276–287.
[46] An A.R., Choi S.C., Yu Y., Le D.C., *"petrogenesis of Late Cenozoic basaltic rocks from southern Vietnam"*, Lithos272–273(2017)192-204.
[47] Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., Günther D., *"Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite"*, Geochemistry, Geophysics, Gyosystems (2004) 5.
[48] Smith E.I., Sánchez A., Walker J.D., Wang K., *"Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle"*, Journal of Geology 107(1999)433–448.
[49] Aydin F., Karsli O., Chen B., *"Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey"*, Lithos 104 (2008) 249–266
[50] Sui J., Fan Q., Xu Y., *"Discovery of peridotite xenoliths from the Nuomin river Quaternary volcanic field, the Great Xing'an Range, and its*

magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Northern edge of Central Iran", Scientific Quarterly Journal, Geosciences25(99)(2016)239-252.

[67] Ramos V. A., Kay S. M., *"Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). In: Kay, S. M. and Ramos, V. A. (Eds.): Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S Lat)"*, Geological Society of America, Special Paper 407(2006)1-17.

Environmental Sciences(Ed. Elias, S.A.) 2nd edition, (2014) 1-51. Elsevier, Amsterdam.

[64] Khorasani R., *"Petrographie und geochemie spatkretazisch-alttertiarer laven und subvulcanite der nordlichen Lut ost-Iran"*, (1982) Dissertation, Universitat Hamburg.

[65] Ghasemi H., Barahmand M., Sadeghian M., *"The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin"*, Petrology 2(7)(2011) 77-94.

[66] Ghasemi H., Rostami Hossuri M., Ssadeghian M., Kadkhodaye Arab F., *"Back-arc extensional*

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.737]